祁连山北坡一次秋季对流性降水雨滴谱特征分析

付双喜[1]， 王伏村[2]， 李宝梓[1]， 方春刚[3]， 陈添宇[3]

（1. 甘肃省人工影响天气办公室，甘肃 兰州 730000； 2. 甘肃省张掖市气象局，甘肃 张掖 734000；
3. 中国气象局人工影响天气中心，北京 100081）

摘 要：利用Parsivel2激光雨滴谱仪观测数据，分析了祁连山北坡2020年9月21日发生的一次对流性降水天气的雨滴谱特征。结果表明：雨水含量W和降水强度R的时间演变一致，各站点雨滴数浓度$N(D)$最大时对应雨滴直径D均<1 mm，出现在层状云降水期间。在对流云雨增强至最大阶段，雨滴直径D迅速增大，各站点最大雨滴直径D在2.75~3.75 mm之间。高海拔站总数浓度N_T平均值大于低海拔站，低海拔站质量加权平均直径D_m平均值大于高海拔站。对流云降水D_m显著大于层状云降水且分布相对集中，层状云降水D_m分布有更大谱宽。对流云降水$\log N_w$分布相对集中，层状云降水$\log N_w$分布有更大谱宽。Gamma函数能较好拟合祁连山区对流云和层状云降水平均谱。对流云、层状云μ-λ有很好的拟合关系。D_m-R拟合系数和指数均为正数，D_m随R增强而增大，并在雨强达到一定值后变化有变缓的趋势。层状云降水$\log N_w$随R增强变化较快，对流云降水$\log N_w$随R增大缓慢。业务雷达默认使用的夏季对流云降水和经典大陆性层状云降水Z-R关系对祁连山区对流云、层状云降水估测值偏低。

关键词：雨滴谱； 数浓度； 质量加权平均直径； Z-R关系； 祁连山

雨滴谱（DSD）是云中微物理过程与动力过程相互作用的最终产物，雨滴谱形状可以反映降雨形成的微物理过程。层状云雨滴谱比较窄，积雨云和积层混合云降水谱很宽，而且大水滴偏多，特小水滴也偏多[1]。利用雨滴谱观测资料开展降水微物理特征研究，有助于加深理解降水形成的微物理机制，促进观测资料在数值天气预报、云数值模式和雷达估测降水中的应用[2]。

近年来，国内外学者分析了不同地区、不同地形的雨滴谱特征。青藏高原高海拔陡峭地形下，随海拔的升高，小粒子和中等直径粒子的数浓度减小，大粒子的数浓度明显增大；雨滴粒子的数浓度减小，而质量加权平均直径D_m快速增大[3]。祁连山区雨滴D_m较小，总数浓度N_T与D_m随海拔高度升高分别呈增加和减小的趋势，整个祁连山地区在同样D_m下有着更低的N_w[4]；祁连山南麓层状云降水谱宽较窄，对流云降水谱宽更宽[5]；山区站谱宽更宽，地形的抬升对较大雨滴的$N(D)$有明显的促进作用[6]。六盘山区三类降雨云系条件下层状云降水小雨滴对雨强和数浓度的贡献均为最大[7]。那曲站雨滴谱特征分布受日变化的影响，白天对流性降水雨滴D_m比晚上大[8]。黄山山腰的雨滴尺度大于山顶和山底[9]。柴达木盆地较小雨滴是构成降雨的主要来源。北京市山区比平原滴谱粒径偏大、数浓度偏低，且山区站不同降水类型的D_m($\log N_w$)均大于（小于）平原站[10]。飑线强降水过程在雨强增大阶段为较小的小粒子数浓度、较大的大粒子数浓度和谱宽，而雨强减弱阶段为较大的小粒子数浓度，较小的大粒子数浓度和谱宽[11]。雨滴大小的分布主要通过雨滴的碰并机制来影响[12]。Z-R关系是雷达估测降水的基础，在不同地形下变化很大。黄兴友等[13]研究南京地区层状云、积层混合云和积雨云不同降雨类型Z-R关系表明，业务气象雷达内置的Z-R关系会导致积雨云降雨强度和降雨量的高估，当回波强度增大时，高估更加严重。雷达反射率因子与降雨强度的关系遵从$Z=aR^b$形式，其中a、b与雨滴

收稿日期：2023-12-25； **修订日期**：2024-07-15
基金项目：国家自然科学基金气象联合基金重点项目（U2142208）；国家重点研发计划课题（2019YFC1510302）；甘肃省自然科学基金项目（21JR7RA711）；中国气象局创新发展专项（CXFZ2023J040）；甘肃省气象局气象科研项目（Ms2021-10，2122rczx-十人计划-05）共同资助
作者简介：付双喜（1973-），男，正高级工程师，主要从事人工影响天气和祁连山地形云外场试验研究. E-mail: fusx1997@163.com
通讯作者：王伏村. E-mail: wangfucun3@yahoo.com.cn

谱分布、降水类型等有关[14]。

祁连山是我国北方地区生态安全天然屏障和水源涵养生态功能区，是黄河、河西走廊黑河、疏勒河、石羊河等河流的水源产流地。祁连山区降水为河西走廊农田提供必要的水分，保障作物生长以及减少干旱和沙漠化的影响。祁连山区复杂地形下降水具有不同分布特征，不同的降水量和分布模式支持着多样的生态系统，包括森林、草原和湿地等，为多种野生动植物提供了栖息地。过去对祁连山降水微物理特征观测研究不足，2019—2022年开展了祁连山地形云人工增雨(雪)技术研究外场观测试验，积累了大量观测数据。本文对试验期间祁连山北坡一次对流性降水过程的雨滴谱进行分析，研究不同海拔下不同降雨强度的雨滴谱分布特征及地形对降水微物理过程的影响。

1 研究区域、数据和方法

1.1 研究区域和数据

本文的研究区域为祁连山中部北坡地带，图1为研究区域地形以及雨滴谱仪分布，表1为观测站点编号、经纬度和海拔高度。观测站点中海潮音寺(W2128)海拔高度最高，为2719.5 m，临泽(GS009)海拔最低，为1453.7 m。雨滴谱仪为OTT公司32档Parsivel2激光雨滴谱探测系统，雨滴直径测量范围为0.062~24.5 mm，雨滴末速度测量范围为0.05~20.80 m·s^{-1}。在天气形势和降水回波特征分析中使用了高空、地面观测和张掖站多普勒天气雷达数据。

1.2 数据处理方法

Parsivel2雨滴谱仪观测采样有少量异常速度过高或过低的数据[15]。为了消除这些误差，常用的方法是利用雨滴降落末速度经验公式对不在±60%末速度范围内的异常粒子进行剔除[16]。图2为GS009观测站点质控前后对比效果图，经过速度质量控制后，去掉了速度过大或者过小的异常粒子，提高了激光雨滴谱仪数据的可靠性。

雨滴数浓度N计算公式如下：

$$N(D_i)=\sum_{j=1}^{32}\frac{n_{ij}}{A\times\Delta t\times V_j\times\Delta D_i} \tag{1}$$

式中：n_{ij}代表直径通道第i档、速度通道第j档的雨滴数；A和Δt分别代表采样面积和采样时间(A=54 cm^2，Δt=60 s)；D_i代表直径通道第i档的中值直径(mm)；ΔD_i代表对应的直径间隔(mm)；V_j代表速度通道第j档雨滴的下落末速度(m·s^{-1})；$N(D_i)$代表直径D_i至$D_i+\Delta D_i$的雨滴浓度(mm^{-1}·m^{-3})。

通过$N(D_i)$可以计算总数浓度N_T(m^{-3})、降雨

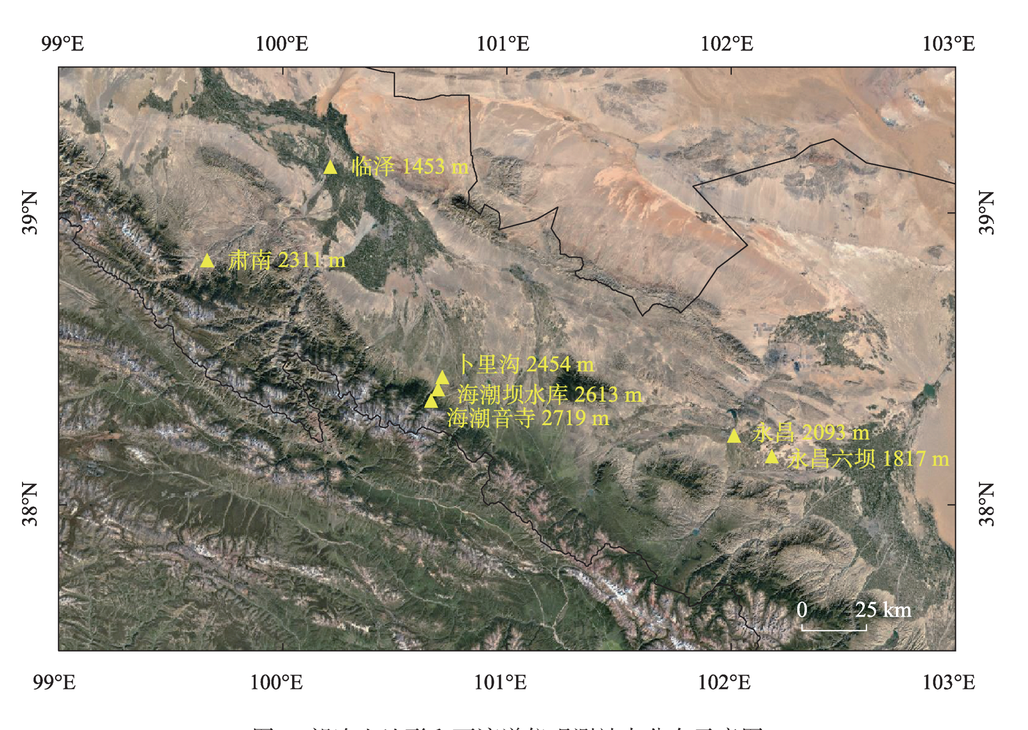


图1 祁连山地形和雨滴谱仪观测站点分布示意图

Fig. 1 Qilian Mountains topography and the locations of the Parsivel2 disdrometer

表1　雨滴谱仪观测站点编号、经纬度及海拔

Tab. 1　Site number, latitude, longitude, and altitude(above sea level) of the observational sites

编号	站名	县	经度	纬度	海拔/m
GS004	永昌	永昌	101.97°E	38.23°N	2093.9
GS006	六坝乡	永昌	102.14°E	38.16°N	1817.0
GS009	临泽	临泽	100.17°E	39.15°N	1453.7
GS010	肃南	肃南	99.62°E	38.83°N	2311.8
W2127	海潮坝水库	民乐	100.65°E	38.39°N	2613.5
W2128	海潮音寺	民乐	100.62°E	38.36°N	2719.5
W2129	卜里沟	民乐	100.67°E	38.40°N	2454.5

强度R(mm·h^{-1})、雨水含量Q_w(g·m^{-3})和反射率因子Z(dBZ)。

$$N_T=\int_i^{32} N\left(D_i\right)\times \mathrm{d}D \tag{2}$$

$$R=\frac{\pi}{6}\int_i^{32} V\left(D_i\right)\times N\left(D_i\right)\times D_i^3\times \mathrm{d}D \tag{3}$$

$$Q_w=\frac{\pi}{6000}\int_{i=1}^{32} \rho_w\times N\left(D_i\right)\times D_i^3\times \mathrm{d}D \tag{4}$$

$$Z=\int_{i=1}^{32} N\left(D_i\right)\times D_i^6\times \mathrm{d}D \tag{5}$$

式中:ρ_w为水的密度。雨滴谱分布是雨滴谱研究的一个重要方面,Marshall等[17]提出利用单参数指数分布来参数化雨滴谱分布(简称M-P分布):

$$N(D)=N_0\exp(-\lambda D) \tag{6}$$

式中:$N(D)$为雨滴数浓度(mm^{-1}·m^{-3});D为雨滴直径(mm);N_0为截距参数(m^{-3}·mm$^{-\mu-1}$);λ为斜率参数(mm^{-1})。

Ulbrich[18]采用三参数Gamma函数来拟合雨滴谱分布,Gamma分布函数为:

$$N(D)=N_0D^{\mu}\exp(-\lambda D) \tag{7}$$

式中:μ为形状因子(无量纲参数);λ为斜率参数(mm^{-1})。当μ>0时曲线向上弯曲,μ<0时曲线向下弯曲,当μ=0时,Gamma分布就退化为M-P分布。文中使用Gamma函数对祁连山区降水平均谱进行拟合。

应用阶矩法估算Gamma分布三个参数较为广泛[3,6],第n阶矩定义为:

$$M_n=\int_0^{\infty} D^n\times N(D)\times \mathrm{d}D=N_0\frac{\Gamma(\mu+n+1)}{\lambda^{\mu+n+1}} \tag{8}$$

利用雨滴谱的3、4阶矩求得雨滴的质量加权平均直径D_m(mm):

$$D_m=\frac{M_4}{M_3} \tag{9}$$

由雨滴质量加权平均直径D_m和水含量q_w计算广义截断参数N_w(mm^{-1}·m^{-3}):

$$N_w=\frac{4^4}{\pi\rho_w}\left(\frac{10^3 q_w}{D_m^4}\right) \tag{10}$$

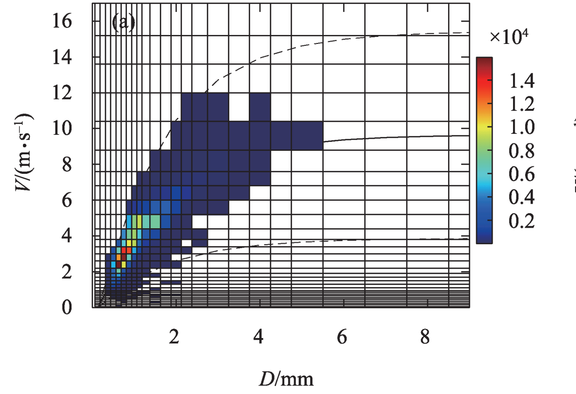
1.3　对流云降水和层状云降水划分

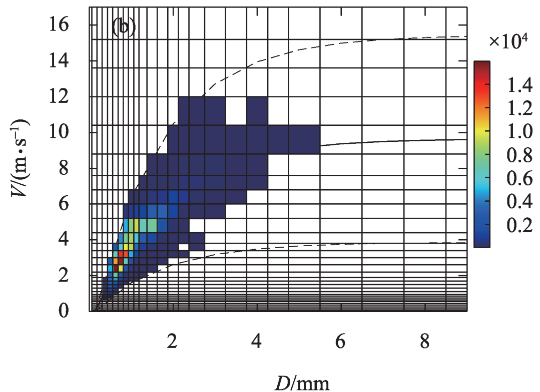
使用雷达反射率因子38 dBZ为划分降水类型的标准,当反射率因子<38 dBZ为层状云降水,>38 dBZ为对流云降水[19]。使用雨强10 mm·h^{-1}为划分降水类型的标准,<10 mm·h^{-1}为层状云降水,>10 mm·h^{-1}为对流云降水[20]。本研究结合上述两个标准对日内降水时段进行分类划分。

2　天气形势和雷达特征分析

2.1　天气形势

2020年9月20日20:00至21日20:00,祁连山北坡出现了一次区域性对流性降水天气过程,其中





注:色块表示雨滴谱仪观测到的粒子数量,实线和虚线分别表示经验公式确定的曲线和经验公式±60%确定的曲线范围。

图2　GS009站点雨滴谱质量控制前(a)、后(b)效果

Fig. 2　Quality control effects of the disdrometer data derived from GS009 (a) un-quality control, (b) quality control effects

24 h有17站出现超过50 mm的降水，最大降水出现在天祝的古城，为65.5 mm。27站次出现小时降水量超过10 mm的短时强降水(甘肃省河西标准)。

500 hPa上，影响此次对流性降水的天气系统有两个(图3a)，一个是高原槽东移造成20日夜间至21日早晨武威市民勤县和永昌县对流性降水；第二个是北疆地区低槽东移，21日20:00抵达河西走廊西部，造成21日下午至夜间张掖市临泽县、民乐县、山丹县和武威市永昌县、凉州区、古浪县出现对流性降水。700 hPa上(图略)，有稳定的东南气流沿青藏高原边坡向河西地区输送水汽。20日20:00民勤探空(图略)对流有效位能CAPE值为59.4 J·kg^{-1}，大气层结不稳定。21日08:00张掖探空廓线显示(图3b)，在400 hPa以下温度与露点接近，大气接近饱和。CAPE值>0，为2.7 J·kg^{-1}，大气层结不稳定。

2.2 天气雷达回波特征

2020年9月21日在祁连山北坡出现对流性降水天气，降水分为两个时段，第1时段21日00:00—10:00，在武威市民勤县和永昌县出现对流性降水。第2时段21日14:00—22:00，在张掖市临泽县、民乐县、山丹县和武威市永昌县、凉州区、古浪县出现对流性降水。武威市不在张掖雷达监测范围，这里分析第2时段天气雷达回波演变特征。21日14:00以后祁连山北坡分散性对流发展。21日15:33(图略)临泽站(GS009)0.5°仰角最大反射率因子47 dBZ，卜里沟站(W2129)0.5°仰角最大反射率因子42 dBZ。21日16:50(图4a)对流强盛期，临泽站(GS009)南侧0.5°仰角最大反射率因子57 dBZ，卜里沟站(W2129)

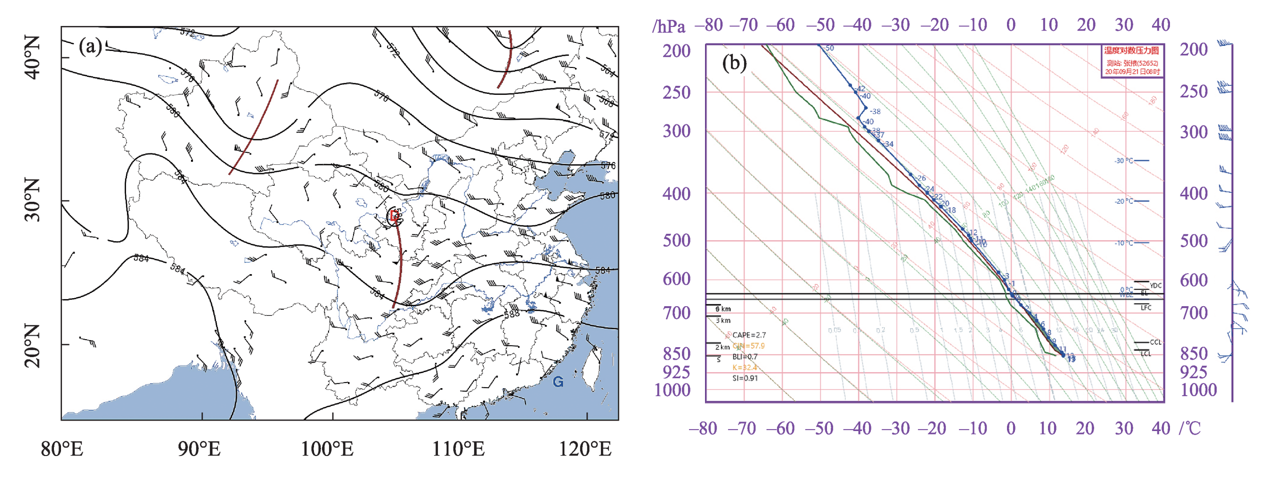


图3 2020年9月21日08:00 500 hPa天气形势(a,实线为等高线,单位:dagpm;风场单位:m·s^{-1},D代表低压中心,G代表高压中心)和张掖站探空(b)

Fig. 3 Weather situation at 08:00 500 hPa on September 21, 2020 (a) (solid line is contour line, unit: dagpm; wind field unit: m·s^{-1}, D denotes low pressure center, G denotes high pressure center) and radiosonde of Zhangye Station (b)

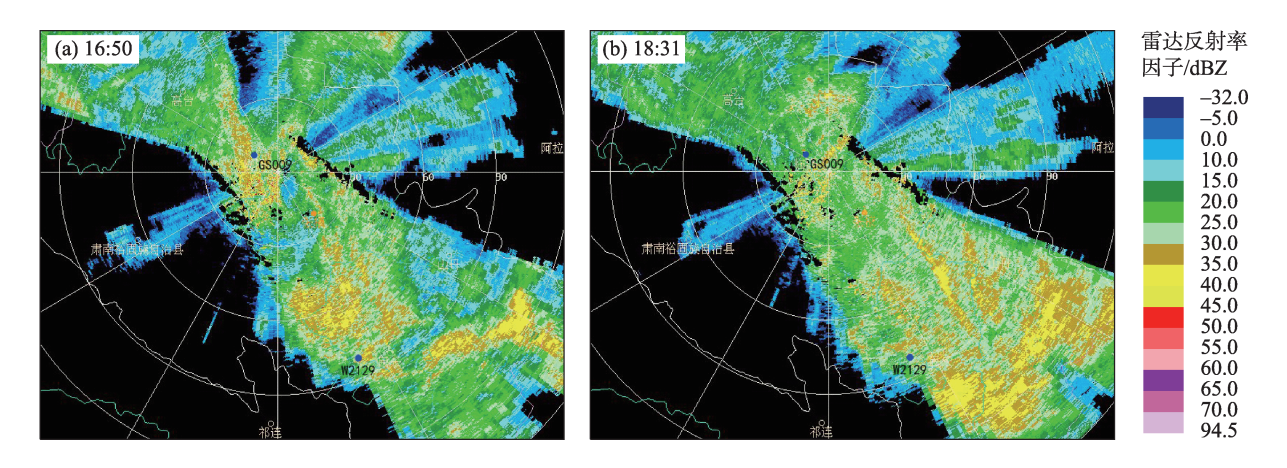


图4 2020年9月21日张掖多普勒雷达0.5°雷达反射率因子

Fig. 4 Radar reflectivity at 0.5° elevation on September 21, 2020 from Zhangye Doppler Radar

0.5°仰角最大反射率因子47 dBZ。21日17:00(图略)以后对流逐步减弱。21日18:31(图4b)临泽站(GS009)、卜里沟站(W2129)0.5°仰角最大反射率因子降低到40 dBZ以下,为层状云。

3　结果与分析

3.1　雨滴谱微物理参量时间演变特征

高原低压槽东移造成21日早晨永昌、六坝乡对流性降水,雨强$R \geq 10\ \mathrm{mm \cdot h^{-1}}$。北疆地区低压槽东移造成21日下午临泽、海潮坝水库、卜里沟对流性降水。肃南和海潮音寺未出现对流性降水,雨强$R \leq 10\ \mathrm{mm \cdot h^{-1}}$。各站点$N(D)$最大值时对应雨滴直径在0.437~0.687 mm之间,均<1 mm,出现在层状云降水期间。永昌站点(图5a)在12:41 $N(D)$值最大,对应雨滴直径为0.562 mm;六坝乡站点(图5b)在13:11 $N(D)$值最大,对应雨滴直径为0.687 mm;临泽站点(图5c)在12:44 $N(D)$值最大,对应雨滴直径为0.562 mm;肃南站点(图5d)在15:07 $N(D)$值最大,对应雨滴直径为0.562 mm;海潮坝水库站点(图5e)在09:38 $N(D)$值最大,对应雨滴直径为0.437 mm;海潮音寺站点(图5f)在04:14 $N(D)$值最大,对应雨

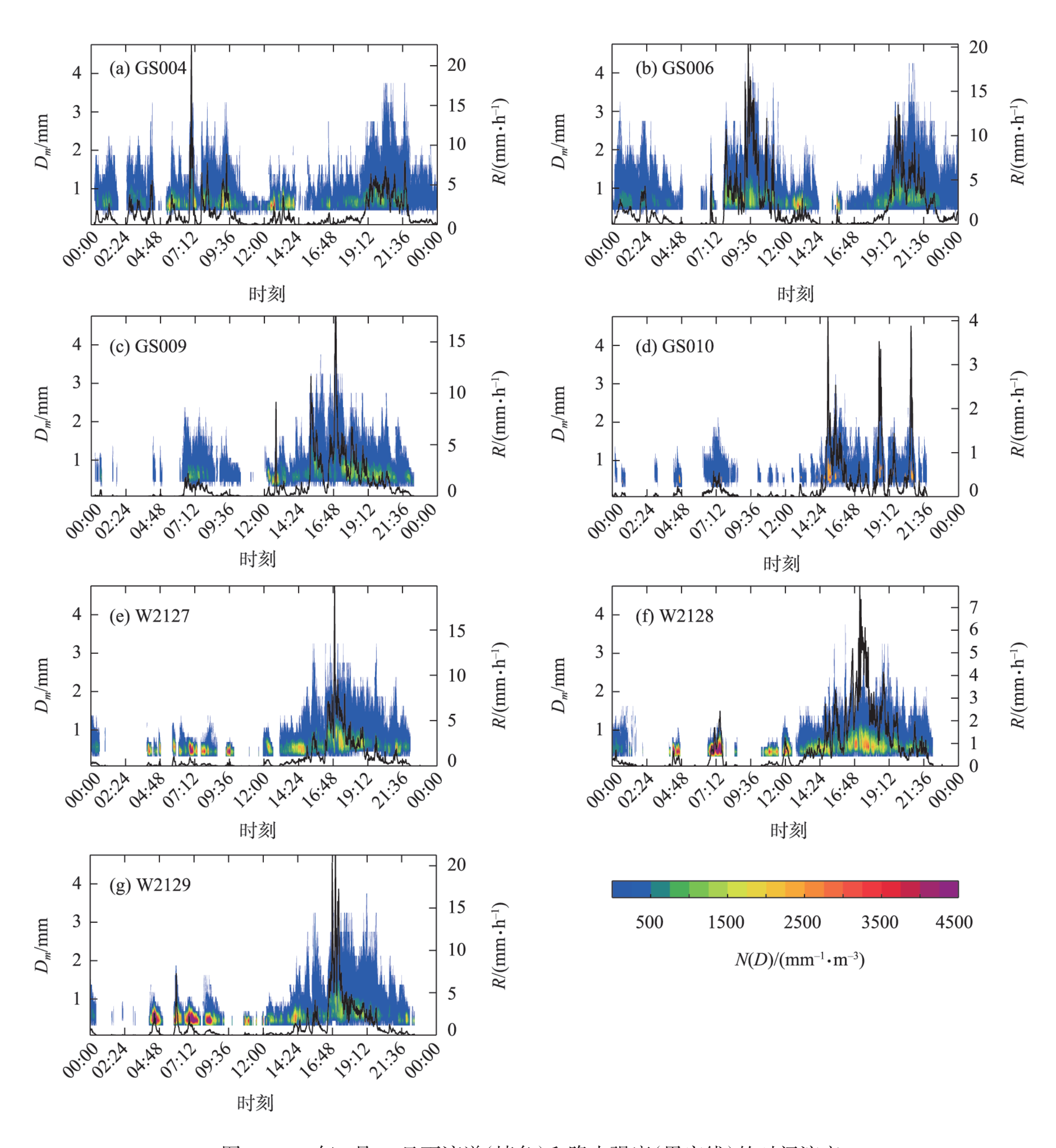


图5　2020年9月21日雨滴谱(填色)和降水强度(黑实线)的时间演变

Fig. 5　Temporal variation of raindrop size distribution and rain rate on September 21, 2020

滴直径为0.437 mm；卜里沟站点(图5g)在04:31 $N(D)$值最大，对应雨滴直径为0.437 mm。

对流云降水雨滴直径随雨强增大而迅速增大，雨强最强时雨滴直径达最大。永昌站点(图5a)在06:57雨强达最强22.65 mm·h^{-1}，最大雨滴直径为2.75 mm，D_m为1.624 mm；六坝乡站点(图5b)在09:26雨强达最强20.32 mm·h^{-1}，最大雨滴直径为3.25 mm，D_m为1.858 mm；临泽站点(图5c)在16:55雨强达最强17.51 mm·h^{-1}，最大雨滴直径为3.75 mm，D_m为1.851 mm；海潮坝水库站点(图5e)在16:53雨强达最强19.86 mm·h^{-1}，最大雨滴直径为3.25 mm，D_m为1.910 mm；卜里沟站点(图5g)在17:00雨强达最强21.26 mm·h^{-1}，最大雨滴直径为2.75 mm，D_m为1.585 mm。

雨水含量Q_w的时间演变和降水强度R一致(图6)，各站点Q_w和R最大值出现的时间一致。质量等效直径D_m时间演变和降水强度R、雨水含量Q_w趋

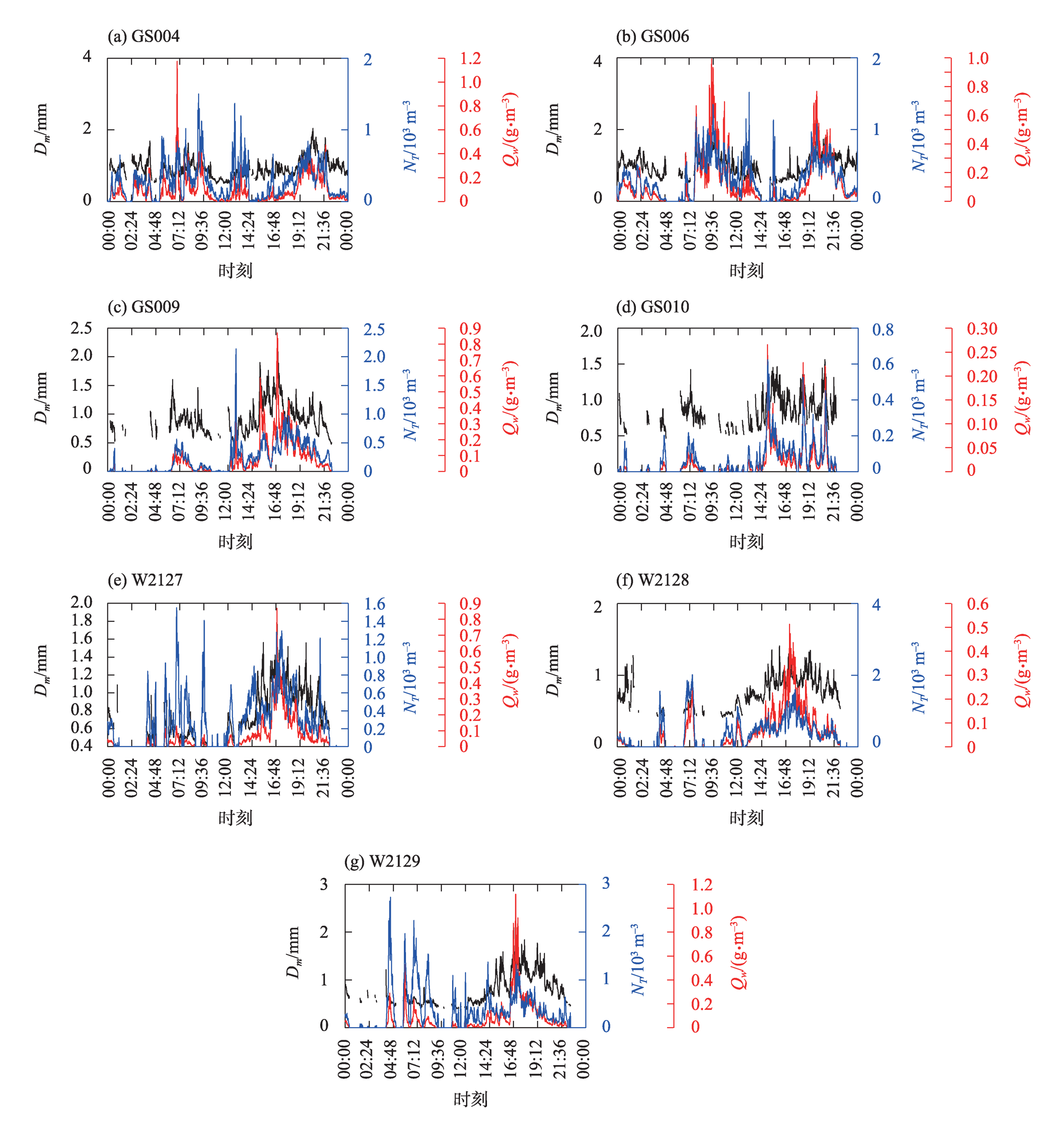


图6 2020年9月21日质量等效直径D_m(黑色实线)、雨滴谱数浓度N_T(蓝色实线)和雨水含量Q_w(红色实线)的时间演变

Fig. 6 Temporal variation of equivalent mass diameter (D_m, black lines), total raindrop concentration (N_T, blue lines), and liquid water content (Q_w, red lines) on September 21, 2020

势一致,但最大值出现的时间有差异。六坝乡、临泽、海潮坝水库、海潮音寺、卜里沟站 D_m 最大值出现的时间和强度 R 接近。永昌、肃南站 R 最大值出现的时间分别出现在06:57和14:56,D_m(图6a,图6d)最大值出现的时间分别出现在20:29和20:39,这可能是雨强陡峭变化,降水粒子没有充分碰撞增大。雨滴谱数浓度 N_T 时间演变趋势不完全和降水强度 R、雨水含量 Q_w 一致,如海潮坝水库、卜里沟站(图6e,图6g)降水强度 R>2 mm·h^{-1},且降水持续时间15:00—20:00 N_T 和 Q_w 演变一致,而在雨强较小且有间断的时间04:00—10:00 N_T 和 Q_w 演变不一致。

3.2 地形对雨滴谱分布的影响

祁连山区水汽比较丰沛,凝结高度和自由对流高度均较低,当湿气团抬升到凝结高度以上时对流有效位能很容易释放,形成有利于产生降水的云系[21]。祁连山降水主要由直径<1 mm的雨滴组成,高海拔山区与云底间的距离短,小雨滴由于缺乏碰并和蒸发过程而浓度较高[22]。

对各站点的 N_T、D_m 进行了统计(表2),高海拔站除雨强较小的肃南站,N_T 平均值海潮坝水库(412 m^{-3})、海潮音寺(543 m^{-3})、卜里沟(477 m^{-3})均大于低海拔站永昌(297 m^{-3})、六坝乡(337 m^{-3})、临泽(308 m^{-3})。N_T 中位值与平均值有同样特征。N_T 最大值出现在高海拔站W2129(2731 m^{-3})。低海拔站质量等效直径 D_m 平均值永昌(0.94 mm)、六坝乡(0.99 mm)、临泽(0.93 mm)均大于高海拔站肃南(0.85 mm)、海潮坝水库(0.79 mm)、海潮音寺(0.76 mm)、卜里沟(0.79 mm)。D_m 中位值与平均值有同样特征。D_m 最大值出现在低海拔站临泽(2.16 mm)。本次观测结果随海拔升高,雨滴数浓度增大,粒子平均直径减小的结论与郑国光等[22]研究基本一致。

选取临泽(1453.7 m)和卜里沟(2454.5 m)两个站点作为不同海拔高度的代表站点,对 D_m、logN_w 分布(图7)进行统计分析。临泽站点 D_m 分布在0.4~1.6 mm,为单峰型,峰值在0.7~0.8 mm,占比为22.68%。卜里沟站点 D_m 分布在0.3~2.1 mm,为单峰

表2 2020年9月21日观测站点 R、Q_w、N_T、D_m 统计值

Tab. 2 Statistical values of R, Q_w, N_T and D_m from the observational sites on September 21, 2020

站点编号	海拔/m	R/(mm·h^{-1})		Q_w/(g·m^{-3})		N_T/m^{-3}			D_m/mm		
		最大值	平均值	最大值	平均值	最大值	平均值	中位值	最大值	平均值	中位值
GS004	2093.9	22.65	1.41	1.17	0.09	1502	297	256	2.04	0.94	0.89
GS006	1817.0	20.32	2.15	0.99	0.14	1519	337	295	2.02	0.99	0.98
GS009	1453.7	17.51	1.46	0.87	0.09	2138	308	269	2.16	0.93	0.87
GS010	2311.8	4.09	0.36	0.26	0.03	625	102	77	1.56	0.85	0.83
W2127	2613.5	19.86	1.22	0.86	0.09	1551	412	344	1.91	0.79	0.72
W2128	2719.5	7.95	1.09	0.51	0.08	2012	543	457	1.41	0.76	0.75
W2129	2454.5	21.26	1.38	1.12	0.09	2731	477	343	2.12	0.79	0.68

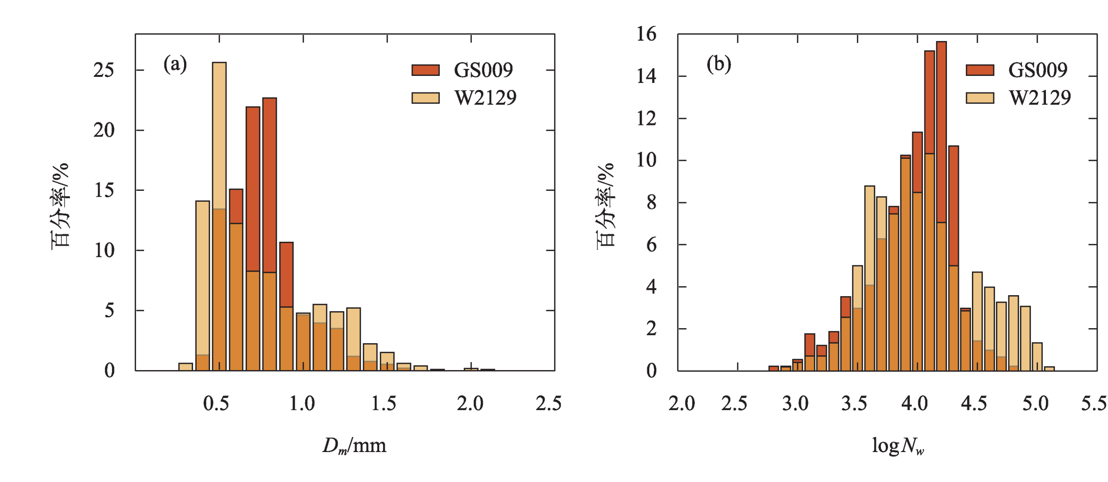


图7 2020年9月21日GS009和W2129站点 D_m、logN_w 分布

Fig. 7 Histograms of D_m and logN_w of GS009 and W2129 sites on September 21, 2020

型，峰值在0.4~0.5 mm，占比为25.64%。临泽站点$\log N_w$分布在2.8~4.8 $mm^{-1}\cdot m^{-3}$，为单峰型，峰值在4.1~4.2 $mm^{-1}\cdot m^{-3}$，占比为15.64%。卜里沟站点$\log N_w$分布在2.9~5.1 $mm^{-1}\cdot m^{-3}$，为3峰型，峰值分别在3.5~3.6 $mm^{-1}\cdot m^{-3}$、4.0~4.1 $mm^{-1}\cdot m^{-3}$、4.4~4.5 $mm^{-1}\cdot m^{-3}$，占比分别为8.78%、10.32%、4.69%。高海拔站比低海拔站雨滴D_m有更大的谱宽，小粒子占比更高。低海拔站$\log N_w$分布相对集中，高海拔站$\log N_w$分布相对分散，为多峰分布，4.5 $mm^{-1}\cdot m^{-3}$以上占比大于低海拔站。

3.3 对流云和层状云降水雨滴谱特征

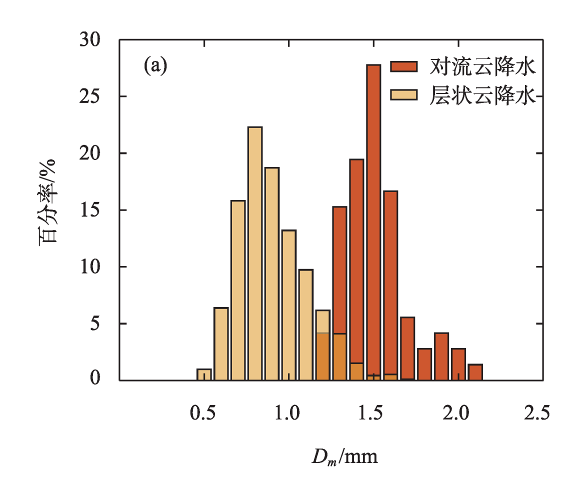
3.3.1 D_m、$\log N_w$分布特征 使用雷达反射率因子38 dBZ和雨强10 $mm\cdot h^{-1}$为标准分离对流云降水和层状云降水，对D_m、$\log N_w$分布进行统计分析(图8)。对流云降水D_m分布在1.2~2.1 mm，峰值在1.4~1.5 mm，D_m峰值雨滴占比为27.78%。层状云降水D_m分布在0.5~1.7 mm，峰值在0.7~0.8 mm，D_m峰值雨滴占比为22.29%。对流云降水D_m显著大于层状云降水，且分布相对集中，层状云降水D_m分布有更大谱宽。对流云降水$\log N_w$分布在3.4~4.4 $mm^{-1}\cdot m^{-3}$，为双峰型，峰值在3.7~3.8 $mm^{-1}\cdot m^{-3}$、4.0~4.1 $mm^{-1}\cdot m^{-3}$，$\log N_w$峰值雨滴占比为16.67%、20.83%。层状云降水$\log N_w$分布在2.4~4.8 $mm^{-1}\cdot m^{-3}$，为双峰型，峰值在3.8~3.9 $mm^{-1}\cdot m^{-3}$、4.1~4.2 $mm^{-1}\cdot m^{-3}$，$\log N_w$峰值雨滴占比为10.28%、11.26%。对流云降水$\log N_w$分布相对集中，层状云降水$\log N_w$分布有更大谱宽。

图9黑虚线是Bringi给出的层状云降水的平均分布[23]，上下黑色方框分别为海洋性和大陆性对流分布；黑实线是Bringi给出的对流云、层状云降水分离线[24]。此次对流云降水雨滴谱数据分布在分离线上方，层状云降水雨滴谱数据分布在分离线下方，除个别数据点外，分离线能够分隔开对流云、层状云降水。对流云降水雨滴谱数据分布在大陆性对流分布方框左上方，说明祁连山区对流云降水具有更小的D_m和更大的$\log N_w$。此次层状云降水雨滴谱数据线性拟合线(红色实线)在黑虚线左侧，斜率接近，说明祁连山区层状云降水具有更小的D_m和$\log N_w$。

3.3.2 Gamma拟合及μ-λ关系 图10为对流云和层状云降水平均谱及Gamma拟合曲线。对流云降水Gamma拟合在雨滴直径<0.562 mm和>2.75 mm时存在一定误差，在0.562~2.75 mm之间拟合效果好；层状云降水Gamma拟合在雨滴直径<0.562 mm和>2.1250 mm时存在一定误差，在0.562~2.125 mm之间拟合效果好。对流云降水拟合Gamma三参数N_0、μ、λ分别为68127、3.1199、4.513。层状云降水拟合Gamma三参数N_0、μ、λ分别为83592、2.3002、5.8916，与程鹏等[4]分析的祁连山区层状云拟合参数接近。

Gamma分布拟合参数μ-λ关系会随着气候特征和降水类型的变化而变化，μ-λ之间存在着很好的二次多项式关系，$\lambda=0.0365\mu^2+0.735\mu+1.935$[25]。2020年9月21日祁连山区$\mu$-$\lambda$散点分布(图11)显示，对流云的$\mu$-$\lambda$值范围很小，在0~11之间，且在层状云分布的偏下方位置。对流云、层状云、全滴谱的μ-λ二次多项式拟合，也有很好的拟合关系。在μ值10以下，全滴谱拟合在层状云拟合线下方，μ值10以上几乎重合。拟合公式分别为：

$$\lambda=-0.0083\mu^2+0.8471\mu+2.0974 \tag{11}$$



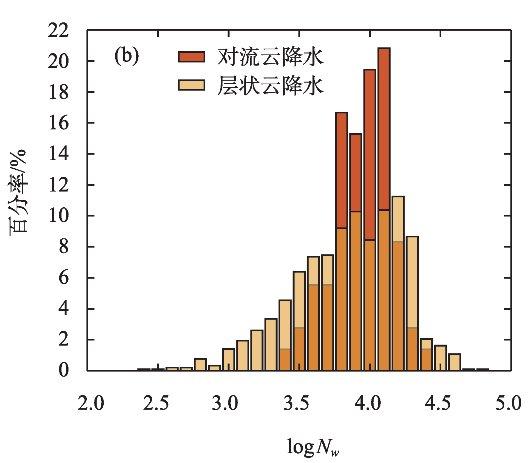
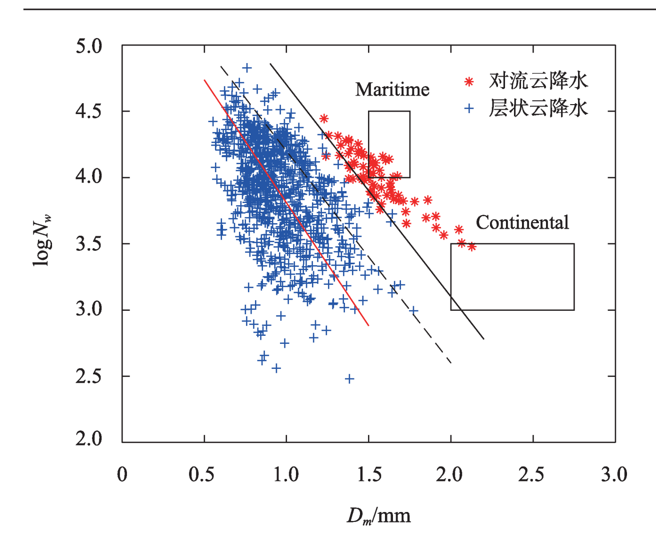


图8 2020年9月21日对流云和层状云D_m、$\log N_w$分布

Fig. 8 Histograms of D_m and $\log N_w$ of convective and stratiform rain types on September 21, 2020



注：*代表对流云，+代表层状云，红色实线为层状云拟合线。黑色虚线为Bringi层状云拟合线，黑色方框分别为海洋性和大陆性对流分布[23]。黑色实线为Bringi对流、层状云分离线[24]。

图9 2020年9月21日观测站点对流云和层状云D_m、$\log N_w$散点图

Fig. 9 Scatter plot of D_m and $\log N_w$ of convective and stratiform rain types from the observational sites on September 21, 2020

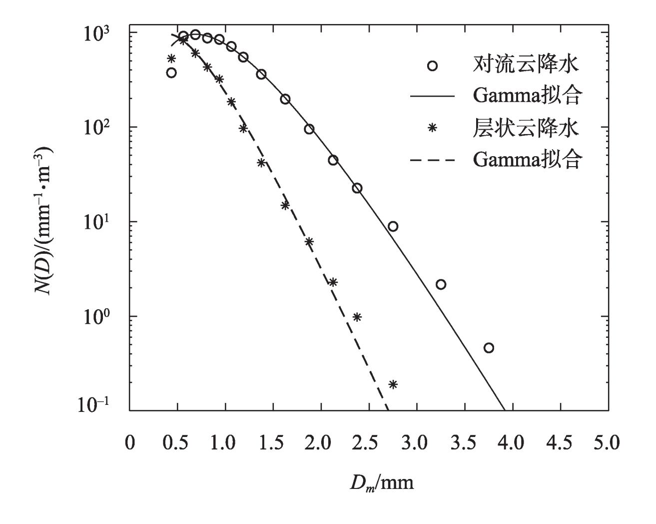


图10 2020年9月21日对流云和层状云降水平均谱及Gamma拟合曲线

Fig. 10 Average raindrop size distribution of convective and stratiform rain types, as well as the Gamma fiting line for each spectrum on September 21, 2020

$$\lambda = 0.0023\mu^2 + 1.4995\mu + 1.1772 \quad (12)$$

$$\lambda = 0.0023\mu^2 + 1.5079\mu + 0.9703 \quad (13)$$

祁连山区的μ-λ二次多项式拟合与程鹏等[4]的拟合结果接近。

3.3.3 D_m-R、$\log N_w$-R关系 使用拟合公式$D_m=aR^b$、$\log N_w=aR^b$分别对D_m-R、$\log N_w$-R关系进行拟合（图12）。对流云降水$D_m=0.925R^{0.202}$、层状云降水$D_m=0.955R^{0.133}$、对流云降水$\log N_w=3.881R^{0.01}$、层状云降水$\log N_w=3.902R^{0.04}$。D_m-R拟合系数和指数均为正数，D_m随R增强而增大，这可能与强降水中的不断增多的雨滴碰并联合有关。当雨强超过一定值后，雨滴的破碎和碰并过程达到平衡，从而使得D_m随R的变化趋势放缓，趋于一个常数[26]。祁连山区地处西北干旱地区，大气水汽含量低，很少出现R>50 mm·h^{-1}的强降水，当R>10 mm·h^{-1}，随R增强，D_m的变化也有变缓的趋势。层状云降水$\log N_w$随R增强比对流云降水增大更快，对流云降水$\log N_w$-R拟合曲线几乎为水平线，增加缓慢。

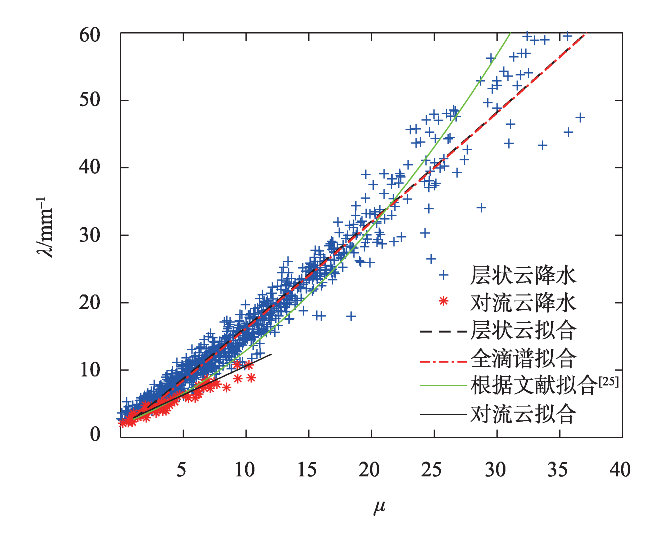


图11 2020年9月21日对流云和层状云降水μ-λ散点与拟合曲线

Fig. 11 Scatter plots and fitting curves of the μ-λ values for convective and stratiform rain types on September 21, 2020

3.3.4 Z-R关系 根据Parsivel雨滴谱资料，使用最小二乘法求得祁连山区对流云、层状云、全滴谱的Z-R关系如下：$Z=343R^{1.25}$、$Z=183R^{1.33}$、$Z=186R^{1.47}$。由图13可以看出，祁连山区对流云降水Z-R关系与梅雨期间对流云降水[26]结果$Z=368R^{1.21}$接近，与业务雷达默认使用的夏季对流云降水[27] $Z=300R^{1.40}$有差异，拟合线位于业务雷达默认关系下侧，给定Z，业务雷达默认关系估测的R偏小，低估降水，不适合祁连山区。层状云降水Z-R关系与大陆性层状云降水关系[17] $Z=200R^{1.60}$差异明显，拟合线位于大陆性层状云降水关系下侧，给定Z，大陆性层状云降水关系估测的R偏小，低估降水，同样不适合祁连山区。全滴谱的Z-R关系在雨强R较小时与层状云降水关系接近，在雨强R较大时与对流云降水关系接近，这与

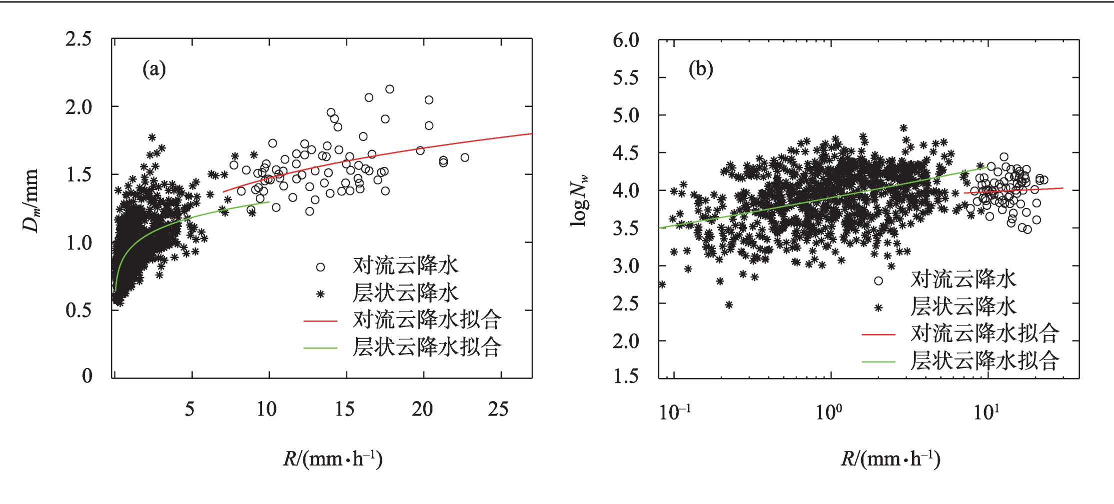


图12 2020年9月21日对流云和层状云降水D_m-R、$\log N_w$-R散点与拟合曲线

Fig. 12 Scatter plots and fitting curves of the D_m-R and $\log N_w$-R values for convective and stratiform rain types on September 21, 2020

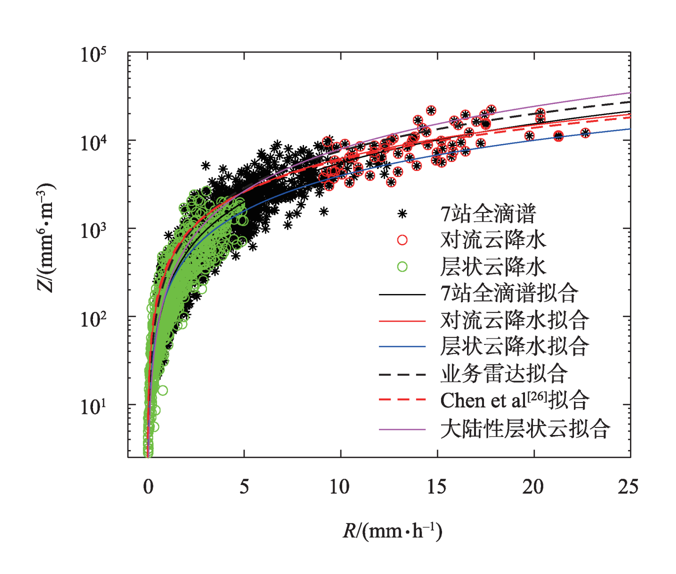


图13 2020年9月21日对流云和层状云降水Z-R散点与拟合曲线

Fig. 13 Scatter plots and fitting curves of the Z-R values for convective and stratiform rain types on September 21, 2020

雨滴谱分布相关。

4 结 论

利用2020年9月21日祁连山区雨滴谱观测数据，分析了此次对流性降水天气的雨滴谱分布、对流云和层状云微物理特征参量以及地形影响，主要结论如下：

（1）雨滴谱参量时间演变特征表明，雨水含量W的时间演变和降水强度R一致，各站点$N(D)$最大值时对应雨滴直径在0.437~0.687 mm，均<1 mm，出现在层状云降水期间。而在对流云雨强最强时，雨滴直径迅速增大，D_m在1.585~1.910 mm，最大雨滴直径在2.75~3.75 mm。

（2）高海拔站总数浓度N_T平均值大于低海拔站，低海拔站D_m平均值大于高海拔站，这与祁连山区高海拔山区与云底间的距离短，小雨滴缺乏碰并和蒸发过程有关。

（3）对流云降水D_m分布在1.2~2.1 mm，层状云降水D_m分布在0.5~1.7 mm。对流云降水$\log N_w$分布在3.4~4.4 mm^{-1}·m^{-3}，层状云降水$\log N_w$分布在2.4~4.8 mm^{-1}·m^{-3}。对流云降水D_m显著大于层状云降水，且分布相对集中，层状云降水D_m分布有更大谱宽。对流云降水$\log N_w$分布相对集中，层状云降水$\log N_w$分布有更大谱宽。

（4）Gamma函数拟合祁连山区降水平均谱效果较好，雨滴谱两端存在一定误差。对流云、层状云μ-λ有很好的拟合关系。

（5）D_m-R拟合系数和指数均为正数，D_m随R增强而增大，当R>10 mm·h^{-1}，D_m的变化有变缓的趋势，这可能与强降水中的不断增多的雨滴碰并联合有关，碰并过程达到平衡后D_m增大趋势稳定。层状云降水$\log N_w$随R增强变化较快，对流云降水$\log N_w$随R增强增大缓慢。

（6）祁连山区对流云、层状云的Z-R关系为Z=343$R^{1.25}$、Z=183$R^{1.33}$。给定Z值，业务雷达默认使用的夏季对流云降水和经典大陆性层状云降水Z-R关系对祁连山区对流云、层状云降水估测值偏低。

参考文献(References):

[1] 陈宝君, 李子华, 刘吉成, 等. 三类降水云雨滴谱分布模式[J]. 气象学报, 1998, 56(4): 506-512. [Chen Baojun, Li Zihua, Liu Jicheng, et al. Model of raindrop size distribution in three types of precipitation[J]. Acta Meteorologica Sinica, 1998, 56(4): 506-512.]

[2] 王俊, 王文青, 王洪, 等. 短时强降水和冰雹云降水个例雨滴谱特征分析[J]. 高原气象, 2021, 40(5): 1071-1086. [Wang Jun, Wang Wenqing, Wang Hong, et al. Characteristics of the raindrop size distribution during a short-time heavy rainfall and a squall line accompanied by hail[J]. Plateau Meteorology, 2021, 40(5): 1071-1086.]

[3] 李山山, 王晓芳, 万蓉, 等. 青藏高原东坡不同海拔区域的雨滴谱特征[J]. 高原气象, 2020, 39(5): 899-911. [Li Shanshan, Wang Xiaofang, Wan Rong, et al. The characteristics of raindrop spectrum in different altitude region on the eastern slope of Qinghai-Xizang Plateau[J]. Plateau Meteorology, 2020, 39(5): 899-911.]

[4] 程鹏, 常祎, 刘琴, 等. 祁连山春季一次层状云降水的雨滴谱分布及地形影响特征[J]. 大气科学, 2021, 45(6): 1232-1248. [Cheng Peng, Chang Yi, Liu Qin, et al. A case study of raindrop size distribution and orographic impact characteristics in spring stratiform precipitation over the Qilian Mountains[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2021, 45(6): 1232-1248.]

[5] 张玉欣, 韩辉邦, 郭世钰, 等. 祁连山南麓夏季不同降水云系雨滴谱特征及其 *Z-R* 关系[J]. 干旱区研究, 2021, 38(4): 1048-1057. [Zhang Yuxin, Han Huibang, Guo Shiyu, et al. Statistical characteristics of raindrop size distribution and its *Z-R* relationship for different precipitation clouds in summer in the Qilian Mountains[J]. Arid Zone Research, 2021, 38(4): 1048-1057.]

[6] 彭旺, 李琼, 魏加华, 等. 柴达木盆地东北缘山区和平原区雨滴谱特征对比研究[J]. 高原气象, 2022, 41(6): 1471-1480. [Peng Wang, Li Qiong, Wei Jiahua, et al. The mountainous and plain areas on the northeastern margin of the Qaidam Basin contrast study on raindrop spectrum characteristics[J]. Plateau Meteorology, 2022, 41(6): 1471-1480.]

[7] 马思敏, 舒志亮, 常倬林, 等. 宁夏六盘山区地面雨滴谱特征统计分析[J]. 干旱区研究, 2023, 40(8): 1203-1214. [Ma Simin, Shu Zhiliang, Chang Zhuolin, et al. Statistics and analysis of surface raindrop spectrum characteristics in Liupan Mountain area of Ningxia[J]. Arid Zone Research, 2023, 40(8): 1203-1214.]

[8] Chen B, Hu Z Q, Liu L P, et al. Raindrop size distribution measurements at 4500 m on the Tibetan Plateau during TIPEX-III[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2017, 122(20): 11092-11106.

[9] 李慧, 银燕, 单云鹏, 等. 黄山层状云和对流云降水不同高度的雨滴谱统计特征分析[J]. 大气科学, 2018, 42(2): 268-280. [Li Hui, Yin Yan, Shan Yunpeng, et al. Statistical characteristics of raindrop size distribution for stratiform and convective precipitation at different altitudes in Mt. Huangshan[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2018, 42(2): 268-280.]

[10] 赵城城, 张乐坚, 梁海河, 等. 北京山区和平原地区夏季雨滴谱特征分析[J]. 气象, 2021, 47(7): 830-842. [Zhao Chengcheng, Zhang Lejian, Liang Haihe, et al. Microphypical characteristics of the raindrop size distribution between mountain and plain areas over Beijing in summer[J]. Meteorological Monthly, 2021, 47(7): 830-842.]

[11] 王俊, 姚展予, 侯淑梅, 等. 一次飑线过程的雨滴谱特征研究[J]. 气象学报, 2016, 74(3): 450-464. [Wang Jun, Yao Zhanyu, Hou Shumei, et al. Characteristics of the raindrop size distribution in a squall line measured by Thies optical disdrometers[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2016, 74(3): 450-464.]

[12] Zwiebel J, Baelen J V, Anquetin S, et al. Impacts of orography and rain intensity on rainfall structure. The case of the HyMeXIOP7a event[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2016, 142(S1): 310-319.

[13] 黄兴友, 印佳楠, 马雷, 等. 南京地区雨滴谱参数的详细统计分析及其在天气雷达探测中的应用[J]. 大气科学, 2019, 43(3): 691-704. [Huang Xingyou, Yin Jianan, Ma Lei, et al. Comprehensive statistical analysis of rain drop size distribution parameters and their application toweather radar measurement in Nanjing[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2019, 43(3): 691-704.]

[14] Rosenfeld D, Ulbrich C W. Cloud microphysical properties, processes, and rainfall estimation opportunities[J]. Meteorological Monographs, 2003, 30(52): 237-258.

[15] Friedrich K, Higgins S, Masters F J, et al. Articulating and stationary PARSIVEL disdrometer measurements in conditions withstrong winds and heavy rainfall[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2013, 30(9): 2063-2080.

[16] Atlas D, Srivastava R C, Sekhon R S. Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence[J]. Review of Geophysics, 1973, 11(1): 1-35.

[17] Marshall J S, Palmer W M. The distribution of raindrops withsize [J]. Journal of Meteorology, 1948, 5(4): 165-166.

[18] Ulbrich C W. Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution[J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 1983, 22(10): 1764-1775.

[19] Gamache J F, Houze R A Jr. Mesoscale air motions associated with a tropical squall line[J]. Monthly Weather Review, 1982, 110(2): 118-135.

[20] Tokay A, Short D A. Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds[J]. Journal of Applied Meteorology, 1996, 35: 355-371.

[21] 陈添宇, 郑国光, 陈跃, 等. 祁连山夏季西南气流背景下地形云形成和演化的观测研究[J]. 高原气象, 2010, 29(1): 152-163. [Chen Tianyu, Zheng Guoguang, Chen Yue, et al. Observational experiment on generation and development of summer orographic cloud during the southwest air current pattern in Qilian Mountain

[J]. Plateau Meteorology, 2010, 29(1): 152–163.]

[22] 郑国光, 陈跃, 陈添宇, 等. 祁连山夏季地形云综合探测试验[J]. 地球科学进展, 2011, 26(10): 1057–1070. [Zheng Guoguang, Chen Yue, Chen Tianyu, et al. The observational study of summer orographic clouds structures of Qilian Mountains[J]. Advances in Earth Science, 2011, 26(10): 1057–1070.]

[23] Bringi V N, Chandrasekar V, Hubbert J, et al. Raindrop size distribution in different climatic regimes from disdrometer and dual-polarized radar analysis[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2003, 60(2): 354–365.

[24] Bringi V N, Williams C R, Thurai M, et al. Using dual-polarized radar and dual-frequency profiler for DSD characterization: A case study from Darwin, Australia[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2009, 26(10): 2107–2122.

[25] Zhang G F, Vivekanandan J, Brandes E A, et al. The shape-slope relation in observed gamma raindrop size is tributions: Statistical error or useful information[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2003, 20(8): 1106–1119.

[26] Chen B J, Yang J, Pu J P. Statistical characteristics of raindrop size distribution in the Meiyu season observed in eastern China[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 2013, 91(2): 215–227.

[27] Fulton R A, Breidenbach J P, Seo D J, et al. The WSR–88D rainfall algorithm[J]. Weather and Forecasting, 1998, 13(2): 377–395.

Raindrop spectral characteristics of an autumn convective precipitation on the north slope of the Qilian Mountains

FU Shuangxi[1], WANG Fucong[2], LI Baozi[1], FANG Chungang[3], CHEN Tianyu[3]

(1. Gansu Weather Modification Office, Lanzhou 730000, Gansu, China; 2. Zhangye Meteorological Bureau, Zhangye 734000, Gansu, China; 3. CMA Weather Modification Centre(WMC), Beijing 100081, China)

Abstract: This study analyzed the influence system, characteristics of the raindrop spectrum of a convective precipitation process that occurred on September 21, 2020, in the northern slopes of the Qilian Mountains using upper-air and ground data, Doppler weather radar products, and Parsivel2 laser raindrop spectrometer observation data. Results demonstrated that precipitation was affected by a short-wave trough moving eastward over the plateau and the northern border region. Liquid water content W was consistent with rain rate R, and the corresponding raindrop diameter D was <1 mm when the particle number concentration $N(D)$ was maximum at each site, which occurs during stratiform precipitation. The raindrop diameter increased rapidly during the maximum rain intensity of convective precipitation, with the maximum diameter D being in the range of 2.75–3.75 mm at each site. The mean raindrop number concentration N_T was larger at higher elevation sites than at lower elevation sites, whereas the mean mass weighted average diameter D_m was larger at lower altitude sites than at higher altitude sites. The D_m of convective precipitation was significantly larger than that of stratiform precipitation. The distributions of D_m and $\log N_w$ were relatively concentrated for convective precipitation, whereas they showed larger spectral width for stratiform precipitation. The gamma function could better fit the average raindrop spectrum of convective precipitation and stratiform precipitation in the Qilian Mountains. The shape parameter μ and the slope parameter λ of the gamma fitting function satisfied the good fitting relationship in convective precipitation and stratiform precipitation. Positive fitting coefficient and exponent were observed in the relationship of D_m-R. D_m increased with the improvement of R and stabilized after the rain rate reached a certain value. The $\log N_w$ of stratiform precipitation changed faster with improvement of R, and the $\log N_w$ of convective precipitation increased slowly with improvement of R. The precipitation estimates of convective precipitation and stratiform precipitation were lower in the Qilian Mountains when the default Z-R relationship was used to estimate precipitation in the operational radar application.

Keywords: raindrop spectrum; raindrop number concentration; mass weighted average diameter; Z-R relationship; Qilian Mountains